



DEÜ MÜHENDİSLİK FAKÜLTESİ
FEN ve MÜHENDİSLİK DERGİSİ
Cilt: 4 Sayı: 1 sh. 37-51 Ocak 2002



**PARKER-OLDENBURG YÖNTEMİ İLE
GRAVİTE VERİLERİNİN DÜZ VE TERS MODELLEMESİ
(YOĞUNLUK ARAYÜZEYİNİN SAPTANMASI)**

**(FORWARD AND INVERSE MODELLING OF A GRAVITY FIELD
RESULTING FROM A DENSITY INTERFACE
USING PARK-OLDENBURG METHOD)**

Coşkun SARI*, Ali Levent AKYOL*

ÖZET/ABSTRACT

Gravite anomalisine neden olan bozucu kütlelerin bulunması için kullanılan ters çözüm algoritmasına ulaşabilmek için, iki boyutlu, gömülü ve engebeli topografya modelinin neden olduğu gravite anomalisinin hızlı hesabı için kullanılan formül yeniden düzenlenmiştir. Yöntem, bozucu topografyayı simgeleyen $h(x)$ fonksiyonunun kuvvetlerinin Fourier dönüşümleri toplamını alarak gravite anomalisinin Fourier dönüşümünü hesaplar. Fourier dönüşümü hızlı hesaplanabildiği için bu yöntem, hesaplamada, gravitasyonel alanının her bir yapı için ayrı ayrı hesaplanıp toplanarak elde edilmesinden daha hızlıdır. Yöntemin hızı, pratik bir yöntem olarak sunulmasını sağlamaktadır. Ters çözümünün çoğulluğu bozucu kütle ile onu çevreleyen ortam arasındaki yoğunluk farkı ρ ve ters çözümün yapıldığı seviye z_0 olmak üzere iki bağımsız parametre ile tanımlanır. Bu iki parametreyi belirleyen ek bilgi olmaksızın, gravite yorumundaki belirsizlik azaltılamaz. Yineleme işleminin yakınsamasını artırmak için alçak geçişli süzgeç uygulanmaktadır. Ancak yoğunluğun çok küçük yada z_0 değerinin çok büyük olduğu durumlarda, ilksel gözlenen anomaliyi sağlayan topoğrafya ya ulaşılamadığı bulunmuştur. Ters çözüm algoritmasının çok fazla sayıdaki model noktasına, sayısal duyarlılıkta önemli bir azalma veya hesaplama süresinde önemli bir artış olmaksızın uygulanabiliyor olması, yöntemi oldukça etkin yapmaktadır.

In order to reach the inverse solution for the perturbing body giving rise to the gravitational anomaly through the rearrangement of the formula used for the rapid calculation of such anomaly caused by a two dimensional uneven layer of material. The scheme calculates the Fourier transform of the gravitational anomaly as the sum of Fourier transforms of powers of the perturbing topography. This method is computationally much more efficient than calculating the gravitational field by breaking up the model into a set of prisms whose contributions are calculated separately and summed. Essentially this method comprises of computations involving Fourier transformations, which are relatively fast and straightforward with the FFT algorithm. Its speed makes the method to be presented as a practical one. The effects of the two parameters, the density contrast (ρ) and the level at which the inversion is made (z_0) are observed, cause the nonuniqueness of the inversion. Without additional information constraining these parameters, the ambiguity in the gravity interpretation can not be reduced. Convergence of the inversion is ensured by a suitable low pass filter in frequency domain. However, if the assumed density was too small or reference level too large, no topography could be found which would give rise to an observed anomaly. The ability of this inversion scheme to handle large numbers of model points without greatly decreasing the numerical stability or greatly increasing the computation time makes it particularly attractive.

ANAHTAR KELİMELELER/KEYWORDS

Gravite, Ters çözüm, Yineleme, Yoğunluk arayüzeyi, Fourier dönüşümü
Gravity, Inversion, Iterative scheme, Density interface, Fourier transform

*DEÜ, Müh. Fak., Jeofizik Müh. Böl., Tınaztepe Buca, İZMİR

1. GİRİŞ

Gravite verileri genellikle, “gravitasyonel anomali” olarak bilinen, yüksek frekans bilgilerinin toplamından oluşan, düzgün bölgesel bir trendle karakterize edilir. Bu tip anomali alanına neden olan yoğunluk dağılımının doğasını belirlemek için, bu verinin ters çözümü ile ilgilenilir. Ne yazık ki, potansiyel alanlardaki diğer problemlerde olduğu gibi, sorun tek çözümlü değildir ve pek çok farklı kütle dağılımı aynı gravitasyonel alanı yaratabilir. Skeels, basit, iki boyutlu, tekdüze yoğunluğa sahip kütle dağılımının neden olduğu gravite anomalisinin yorumunda bile kesinlik olmadığını ifade etmektedir (Skeels, 1947). Bununla birlikte, eğer sismik veri ya da kuyulardan elde edilen jeolojik veriler olası modelleri yeterli biçimde desteklerse, daha anlamlı bir yoruma ulaşılabilir.

Temel ters çözüm yöntemleri, bir başlangıç modelinden hesaplanan anomali ile gözlenen anomali arasındaki uyum sağlanıncaya dek, ya deneme-yanılma ilkesine ya da hataların kareleri toplamının en küçük yapılması ilkesine göre parametrelerin değiştirilmesine dayanır (Skeels, 1947). Yapılan çalışmalar, kullanılan algoritmaların kendi içinde kontrolü üzerinde odaklanmıştır (Corbato, 1965; Tanner, 1967). Genellikle bozucu kütle, sabit yoğunluklu dikdörtgen prizmalar seti şekline yaklaştırılır ve bu kümenin yerçekimi hesaplanır. Gözlenen ve hesaplanan alanlar arasında fark, dikdörtgen yapıların köşe koordinatlarının ayarlanması için kullanılır; bu ayarlamaların miktarı doğrusal normal denklemler sisteminin çözümüyle hesaplanır (Corbato, 1965).

Bu tekniğin bir takım dezavantajları vardır. Ulaşılan model, jeolojik olarak daha akla yakın, yuvarlatılmış bir topografyadan ziyade pek çok dikdörtgen prizmadan oluşur. Ayrıca yineleme yöntemi, olası duraylılık ve yakınsamanın sağlanması için, bozucu kütle alt ya da üst yüzeyinin bilindiğinin kabul edilerek, sabitlenmesine bağlıdır (Tanner, 1967). Bu yöntemin incelendiği çalışmalarda, parametre sayısının artmasıyla (örneğin, dikdörtgen sayısının artmasıyla) yineleme yönteminin duraylılığı azalmaktadır ve yavaş yakınsama gözlenmektedir. Gömülü yapılar için yineleme yönteminin yakınsaması, dikdörtgen prizma gömü derinliğinin, prizma genişliğinden fazla olmasını gerektirmektedir (Tanner, 1967).

Dyrelus ve Vogel, doğrusallaştırılmış normal denklemlerdeki hesaplamalarda alternatif bir yöntem kullanarak ve dikdörtgenlerin yüksekliklerindeki büyük değişikliklerden kaçınarak duraylılığı ve yakınsama oranını artırmışlardır (Dyrelus ve Vogel, 1972). Ancak bu yöntemi sadece, gözlem düzlemi ile dikdörtgen prizmaların üst yüzeyinin çakıştığı durumlar için uygulamışlardır. Yöntemin bozucu kütle gömülü olduğu modellerdeki etkinliği bilinmemektedir.

Bu çalışmada, tek profil gravite anomalisini üreten, sabit yoğunluklu, iki boyutlu $z=0$ ve $z=h(x)$ derinlikleri arasındaki kütle şekli, klasik ters çözüm yöntemlerinde olduğu gibi prizmaların etkilerinin toplamından değil, topografyanın etkilerinin Fourier dönüşümlerinin toplamı alınarak bulunmaya çalışılmıştır. Bir çok jeofizik probleminin çözümünde olduğu gibi, kullanılan algoritmada da bazı ön koşullar bulunmaktadır. Bunlardan ilki, ölçümün yapıyı dik kesen profil boyunca alındığıdır. İkincisi, verinin yüksek frekanslı yüzey gürültüleri ile temel yapıdan kaynaklanan rejyonel etkileri içermemesidir. Üçüncüsü de anomalinin tek tabakadan kaynaklandığı varsayımdır.

Çalışmada çözümün yakınsamasını hızlandırmak ve duraylılığını sağlamak amacıyla çok sayıda veriye kolayca uygulanabilen bir ters çözüm tekniğinin sunulması amaçlanmıştır. Bu ters çözüm, Parker tarafından verilen düz çözüm algoritmasının yeniden düzenlenmesi temeline dayanan yinelemeli bir yöntemdir (Parker, 1973). Fourier dönüşümü hızlı hesaplanabildiği için bu yöntem, hesaplamada gravitasyonel alanın her bir prizma için ayrı ayrı hesaplanıp toplanarak elde edilmesinden daha etkilidir. Yöntemin hızlı, pratik bir yöntem olarak sunulmasını sağlamaktadır.

2. PARKER-OLDENBURG YÖNTEMİ

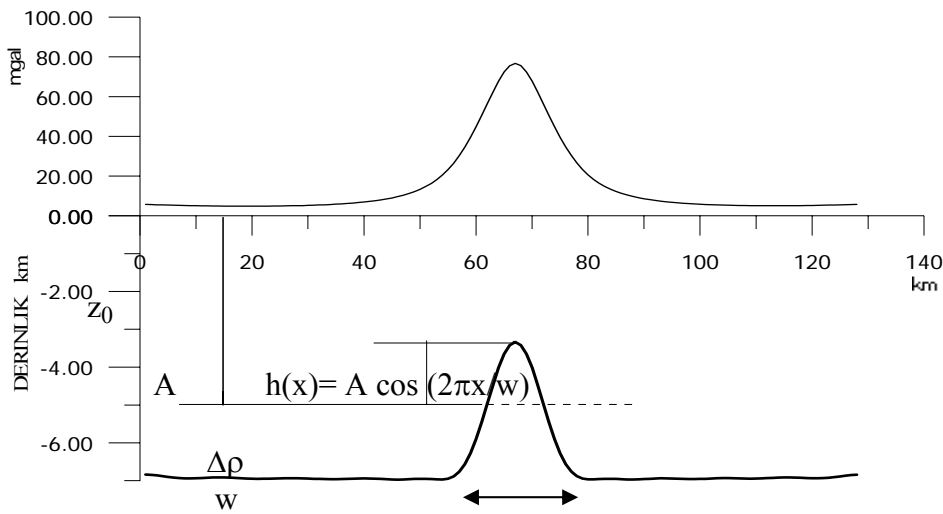
2.1. Kuram

Anomaliye neden olan bozucu kütlenin bulunması için kullanılan ters çözüm algoritmasına ulaşabilmek için, iki boyutlu, gömülü ve engebeli tabaka materyalinin neden olduğu gravite anomalisinin hızlı hesabı için kullanılan formül yeniden düzenlenmiştir (Oldenburg, 1974). Uzun veri boyuna kolayca uygulanabilen yineleme yönteminin alçak geçişli süzgeç uygulaması ile sağlanan yakınsaması, ampirik olarak bulunmuştur. Ters çözümün çok çözümlülüğü iki bağımsız parametre ile tanımlanabilir (Şekil 1).

a- İki ortam arasındaki yoğunluk farkı $\Delta\rho$

b- Ters çözüm topografyasının hesaplandığı seviye z_0 .

Bu belirsizlikten kurtulmak için ek jeofizik bilgiye gerek vardır.



Şekil 1. Bozucu kütle, gravite anomalisi ve kullanılan parametreler

İki boyutlu, engebeli ve sabit yoğunluklu tabaka malzemesinin gravite çekimini hesaplamak için Parker'ın yöntemini ele alalım. x-z kartezyen koordinat sisteminde gravitasyonel anomali $\Delta g(x)$ olarak verilmekte ve bozucu tabakanın alt ve üst sınırları sırasıyla, $z=0$ ve $z=h(x)$ olarak ifade edilmektedir (Parker, 1973). Bozucu tabakanın tüm kütlesi, ölçümün gerçekleştirildiği yatay çizgi altında uzanmalıdır. Profil sonlu uzunlukta olduğundan, yakınsama problemi ile karşılaşmamak için, tabakamızın sonlu ortam D dışında sonlandığını kabul edilir ($h(x)=0$, $x \notin D$). Pratikte $h(x)$, yüzey altındaki bir z_0 aralıklı referans seviyesine bağlı ölçülür.

$h(x)$ fonksiyonunun tek boyutlu Fourier dönüşümünü

$$F[h(x)] = \int_{-\infty}^{\infty} h(x)e^{ikx} dx \quad (1)$$

olarak tanımlanır. Burada k dönüşüm işlevinin dalga sayısıdır. Gravite anomalisinin Fourier dönüşümüne ulaşmak için Parker'ın iki boyutlu formülünün tek boyuta indirgenmesi gerekir. Böylece,

$$F[\Delta g(x)] = -2\pi G \Delta \rho e^{-|k|z_0} \sum_{n=1}^{\infty} \frac{|k|^{n-1}}{n!} F[h^n(x)] \quad (2)$$

bağıntısına ulaşılır. Bu bağıntıda, $\Delta \rho$ iki ortam arasındaki yoğunluk farkı ve G ; ise Newton'un evrensel çekim sabitidir. $n=1$ terimi toplam dışına alınır ve formül yeniden düzenlenirse

$$F[h(x)] = -\frac{F[\Delta g(x)]e^{|k|z_0}}{2\pi G \Delta \rho} - \sum_{n=2}^{\infty} \frac{|k|^{n-1}}{n!} F[h^n(x)] \quad (3)$$

ifadesine ulaşılır. $\Delta \rho$ ve z_0 bilindiğinde (ya da biliniyor kabul edildiğinde) bu eşitlik aşağıdaki durumlarda, $h(x)$ 'in hesaplanması için yinelemeli olarak kullanılabilir: En son $h(x)$ değeri Eşitlik 3'ün sağ kısmının hesaplanması için kullanılır (ilk yineleme için tahmini bir değer ya da $h(x)=0$ alınabilir). Elde edilen değer ters Fourier dönüşümü topoğrafya için yineleme sonucu elde edilen en son değeri verir. Yineleme işlemi yakınsama kriteri ile karşılaşıncaya ya da yineleme için tanımlanan maksimum sayı tamamlanıncaya kadar devam eder. Eşitlik 3'ten $h(x)$ 'in hesaplanması, yaklaşık olarak düz çözüm algoritması ile aynı sayıda hesaplama içerir. Bu nedenle, her bir yineleme çabuk yapılabilmesi ve ters çözüm için toplam hesaplama süresi yakınsama kriterinin sağlanmasından önce yineleme sayısı ile kontrol edilmelidir.

2.2. Yakınsama ve Tekillik

Topoğrafya değeri $h(x)$ 'in bulunması için kullanılan yineleme tekniği ve Eşitlik 3'deki Fourier dönüşümlerinin sonlu toplamı için yakınsama testleri uygulanmalıdır. Yakınsama koşulları düşünülmeden önce, $h(x)$ için olası sınırlar konulmalıdır. Parker tarafından verilene benzer olarak, $h(x)$ 'in sınırlandırılması ve tümlenebilir olması ve bu durumda $h(x)$ 'in sonlu ortam D dışında sönümlenmesi koşulu ($h(x)=0$, $x \notin D$), bulunmalıdır (Parker, 1972). Böylece

$$F[h^n(x)] = \int_D h^n(x) e^{ikx} dx \leq \int_D |h^n(x)| dx \leq LH^n,$$

bağıntısına ulaşılır. Burada L , D 'nin uzunluğu ve $H = \max |h(x)|$ 'dir. Toplam ifadesi ise

$$\sum_{n=2}^{\infty} \frac{|k|^{n-1}}{n!} F[h^n(x)] \leq \frac{L}{|k|} \sum_{n=2}^{\infty} \frac{|k|^n}{n!} H^n = \frac{L}{|k|} (e^{|k|H} - 1 - |k|H) \quad (4)$$

dır. Eşitlik 4'ün sağ kısmı, herhangi bir sonlu k değeri için sınırlıdır. Böylece, üstel fonksiyon özelliklerinden Fourier dönüşümünün toplamı, herhangi bir sınırlı k düzleminde, kesin ve düzenli olarak yakınsamaktadır. Teoride, sonsuz toplamın yakınsamasında bir sorun olmamasına rağmen; pratikte, fazla terim (20 ya da 30) toplamına gereksinimi olan büyük rölyefler uygun yakınsama kriteri ile karşılaşmadan önce değerlendirilir.

$$S_n = \max_{\text{tüm } k} \left| \frac{|k|^{n-1}}{n!} F[h^n(x)] \right|$$

alalım. E yeterince küçük bir sayı iken, $(S_n/S_2) < E$ oluncaya dek toplamın hesaplanması, seçilen yakınsama kriteri olarak gereklidir. Eşitlik 2'deki $e^{-|k|z_0}$ terimi, doğrusal problemin yakınsamasını kuvvetlendirmektedir. Parker $z_0 > 0$ için

$$e^{-|k|z_0} \sum_{n=1}^{\infty} \frac{|k|^{n-1}}{n!} F[h^n(x)] \leq \frac{L}{|k|} \sum_{n=1}^{\infty} e^{-|k|z_0} \frac{|k|^n}{n!} H^n < \frac{L}{|k|} \sum_{n=1}^{\infty} \left(\frac{H}{z_0} \right)^n \quad (5)$$

olduğunu göstermiştir (Parker, 1973). Böylece seri, $(H/z_0) < 1$ iken, k değerinden bağımsız düzenli olarak yakınsamaktadır. H/z_0 minimum iken, $\sum (H/z_0)^n$ 'nin yakınsama oranı maksimumdur. Bu nedenle, $h(x)$ 'in en büyük ve en küçük değerinin orta değeri olan bir z_0 seviyesine bağlı topografyaya gereksinim olduğu açıkça görülmektedir.

Parker'ın sayısal denemeleri, z_0 'ın bu seçiminin optimum seçime oldukça yakın olduğunu göstermiştir. Eğer gravitasyonel anomaliye neden olan materyal gözlem düzlemi ile kesişiyorsa, $H/z_0=1$ 'dir ve $\sum (H/z_0)^n$ yakınsamaz. Bununla birlikte, Eşitlik 5'deki ilk eşitsizlik geçerli olmaktadır ve sonlu k toplamının yakınsaması kesindir. Fakat uygulamada bu yakınsama oranı, bozucu tabakanın gözlem yüzeyine yaklaşmasıyla yavaşlar. Düz çözüm algoritmasının yakınsaması

$$R_n = \max_{\text{tüm } k} \left| e^{-|k|z_0} \frac{|k|^{n-1}}{n!} F[h^n(x)] \right|$$

ile ifade edilebilir. δ keyfi olarak seçilen küçük bir sayı olmak üzere, $R_n/R_1 < \delta$ iken, yeterli sayıda terim değerlendirilir.

Eşitlik 3'teki sonsuz toplamın yakınması kesindir. Fakat bu toplamın tam olarak hesaplandığını varsaysak da, yineleme işleminin yakınsamasını hala kontrol edemeyiz. Eşitlik 3'ün sağ tarafının $h(x)$ 'in doğrusal fonksiyonu olmaması, bu yakınsama sorununu daha karmaşık hale getirmektedir.

Bu soruna ek olarak, gravite verisinin z_0 değeri kadar aşağı uzanımına sayısal olarak eşit olan $F[\Delta g(x)]e^{|k|z_0}$ terimi sorun yaratmaktadır. Bu terim $z=0$ seviyesindeki gravitasyonel alanın Fourier dönüşümünü değil, kaynak kütleyle doğru aşağı uzanımı ifade etmektedir. Fakat bu terim, aşağı uzanımda genellikle verideki gürültü ile ilişkili kısa dalga boylu bileşenlerin karışması ya da Fourier dönüşümündeki kesme hatalarının büyük üstel çarpanlarla katlanması nedeniyle yanlış sonuçlara neden olmaktadır.

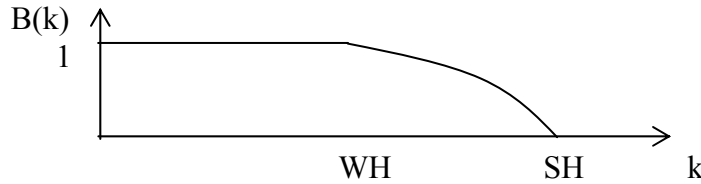
Bu karmaşanın sonucu olarak, yineleme yönteminin yakınsaması analitik olarak yapılamamakta, bunun yerine ampirik sonuçlardan yararlanarak gerçekleştirilmektedir. Yapılan uygulamalar sonucunda, genellikle yüksek dalga sayısı için yineleme yönteminin

ıraksadığı bulunmuştur (Oldenburg, 1974). Sadece, $h(x)$ küçük rölyef değeri için yakınsamaya ulaşılmıştır.

Potansiyel alan verilerinde, aşağı uzanım içeren problemler sadece aşağı uzanım verisi yuvarlatıldığı zaman doğru sonuçlar verirler. Kısa dalga boylu anomaliler, yüzeye yakın yapılar tarafından üretildiği için, gravitasyonel problemlerde bu tip yuvarlatma fiziksel olarak gerçekçi olmaktadır. Şayet, anomaliye neden olan kütlelerin derinliği tahmin edilebiliyorsa, yüzeye yakın yapıların neden olduğu kısa dalga boylu bilgileri, Eşitlik 3'ün sağ tarafını uygun bir alçak geçişli süzgeç ile çarparak elimine edebiliriz. WH değerine kadar olan bilgileri geçiren ve kesme frekansı SH olan alçak-geçişli süzgeç

$$B(k) = \begin{cases} 1 & |k/2\pi| < WH \\ \frac{1}{2} \left[1 + \cos \left(\frac{k - 2\pi WH}{2(SH - WH)} \right) \right] & WH \leq |k/2\pi| \leq SH \\ 0 & |k/2\pi| > SH \end{cases}$$

dır.



Şekil 2. Alçak geçiren süzgeç (WH geçirme frekansı, SH kesme frekansı)

Özellikle gibbs olayının etkilerini azaltmak için, $|k/2\pi| > WH$ için $B(k)=0$ 'dır. Eğer ters çözümü yapılan gravite anomalisi N tane eşit aralıklarla örneklenmiş veriye sahipse, model (anomaliye neden topografik yüzey) f_N Nyquist frekansı olmak üzere, $-f_N$ ve f_N aralığında N tane eşit örneklenmiş karmaşık genlikle tanımlanır. $SH < f_N$ olması nedeniyle, SH ve f_N ile $-SH$ ve $-f_N$ arasındaki frekanslar $h(x)$ 'in bileşiminden ayrı tutularak, süzgeç $b(k)$ etkisi yaklaşık SH/f_N faktörüyle modelin bağımsız parametre sayısını azaltmaktadır. Bu yüksek frekans bilgilerinin alınmaması, topoğrafya da görülebilir bir biçimde yapısal detayların yok olmasına neden olur. Bu bakımdan, SH değeri azaldığında hesaplanan kompleks amplitüd sayısı azalır ve daha yuvarlatılmış bir $h(x)$ değerine ulaşılır.

Uygulamada yineleme işleminin yakınsaması için süzgeç parametreleri olan WH ve SH'ın değiştirilmesiyle gözlenen ve hesaplanan veri daha çabuk çakıştırılabilir. Süzgeç parametrelerini değiştirerek, gözlenen veriye uymayan gravite alanına sahip topoğrafya için yakınsama ya da yineleme işleminde ıraksamaya ulaşılır. Bu nedenle sabit $\Delta\rho$ ve z_0 değerleri için farklı süzgeç parametreleri denenmelidir. Gerçekte yoğunluk ayrımı yeterince büyükse,

$F[h(x)] = -F[\Delta g(x)]e^{|k|z_0} / 2\pi G\rho$ 'dır ve $h(x)$ ten hesaplanan ile gözlenen alan arasındaki fark küçük olabilir. Bunun nedeni, düşük yoğunluklu kalın tabakanın, yüksek yoğunluklu ince tabaka ile aynı gravitasyonel çekimi sunmasıdır ve $\Delta\rho$ 'nun büyük seçilmesi, Eşitlik 2'deki sonsuz toplamın ilk teriminde önemli olduğundan $h(x)$ 'in değerini azaltır. Bu terim gerçekte, $z=0$ düzleminden $z=h(x)$ düzlemine kadar olan düşey kütle toplamından ulaşılan yüzey kütle

dağılımının gravitasyonel çekimini hesaplar. Anomaliye neden olan yoğunluk değeri için bir üst sınır olmamasına karşın bir minimum değer vardır.

Anomali herhangi bir derinlikteki yoğunluk ayrırlılığından kaynaklanıyorsa, bu ayrırlılığın değeri ρ_{\min} 'den büyük olmalıdır ve bozucu kütlenin bir kısmı z_0 seviyesinin üzerinde olmalıdır (Parker, 1974). Bu nedenle, eğer ters çözümde $\Delta\rho$ değeri çok küçük ve/veya z_0 değeri çok büyük alınırsa anomaliyi sağlayan modele yakınsayan yineleme işlemini gerçekleyen süzgeç yoktur.

$\Delta\rho$ ve z_0 bağımsız parametreleri nedeniyle gravite ters çözüm probleminin sonucu çoğuldur. Skeels, yoğunluk ayrırlılığını sabitledikten sonra, 0.1 mgal'lık farkla gözlenen anomaliye uyan ve derinlik değerleri farklı değişik modellere ulaşmıştır (Skeels, 1947). Ayrıca, eğer bir noktadaki derinlik ve yoğunluk ayrırlılığın ya da yapıya ait maksimum röliye biliniyorsa, tek bir tabakaya ait yoğunluk ayrırlılığından kaynaklandığı düşünülen gravite verisinin tekil ters çözümlü olduğunu öne sürmüştür.

Parker iki boyutlu manyetik tabaka anomalisinin hızlı hesabı için, Eşitlik 2'de benzer bir formül kullanmıştır (Parker, 1973). Eğer bu tabakanın kalınlığı ve lokasyonu biliniyorsa, anomaliye neden olan $m(x)$ magnetizasyonunu hesaplayacak yinelemeli işlemlere bu formülün yeniden düzenlenmesi ile ulaşılabileceğini göstermiştir. Gravite ve manyetik ters çözüm işlemlerinde, z_0 değerinin oynadığı rolün farklılığı ilginçtir. Manyetikte z_0 değeri yineleme işleminin yakınsama oranını etkilemekte fakat $m(x)$ değerini etkilememektedir. Gravitede ise, her bir z_0 değerinden gözlenen anomaliye neden olan olası topografyayı karakterize eden parametre olan farklı $h(x)$ değerine ulaşılır. Bu nedenle, herhangi bir gravite probleminin ters çözümü, $\Delta\rho$, z_0 ve $B(k)$ değişkenlerinden oluşan üç parametrelili bir set içermektedir.

3. MODEL VERİLERİNE UYGULAMALAR

3.1. Kuramsal Modeller

Model çalışmalarında, yoğunluk farkı ve derinlik parametreleri Talwani modelleme programında kullanılarak kuramsal anomaliler saptanmıştır. Daha sonra modele bağlı olarak gerektiğinde veri uzatılmış, simetriği alınmış ya da pencerelenmiştir. Hızlı Fourier dönüşümü algoritması kullanıldığı için veri boyu 2^N olacak şekilde düzenlenmiştir. Saptanan kuramsal anomali verileri ters çözüme girdi olarak verilmiş, değişik parametreler için yinelemenin sonucunda verilen hata enerjisinin değerine göre yinelemeye devam edilerek ya da işlem kesilerek sonuçlar aranılan parametreler olarak kabul edilmiştir.

3.1.1. Üçgen Model

Şekil 3'de verilen model sürekli düz çizgi ile çizilmiştir. Derinlik seviyesi 7 km'den başlayıp ortada 3 km'ye kadar yükselmektedir. Tabanda 20 km genişlik vardır. Üç farklı derinlik seviyesi için değişik süzgeç band genişliği kullanarak ters çözüm yapılmıştır. Bütün ters çözüm adımlarında yoğunluk farkı 1 gr/cm^3 alınmıştır. Çizelge 1'de üçgen model için kullanılan ve elde edilen veriler, göstermek amacı ile konulmuş ve sonuç kabul edilmemiştir.

Çizelge 1. Üçgen model için kullanılan ve elde edilen veriler

z_0 km	SH	WH		E
5	0.15	0.125	noktalı	$0.518 \cdot 10^{+6}$
7	0.10	0.075	düz	$0.678 \cdot 10^{-4}$
7	0.075	0.010	nokta-kesikli	$0.155 \cdot 10^{-10}$

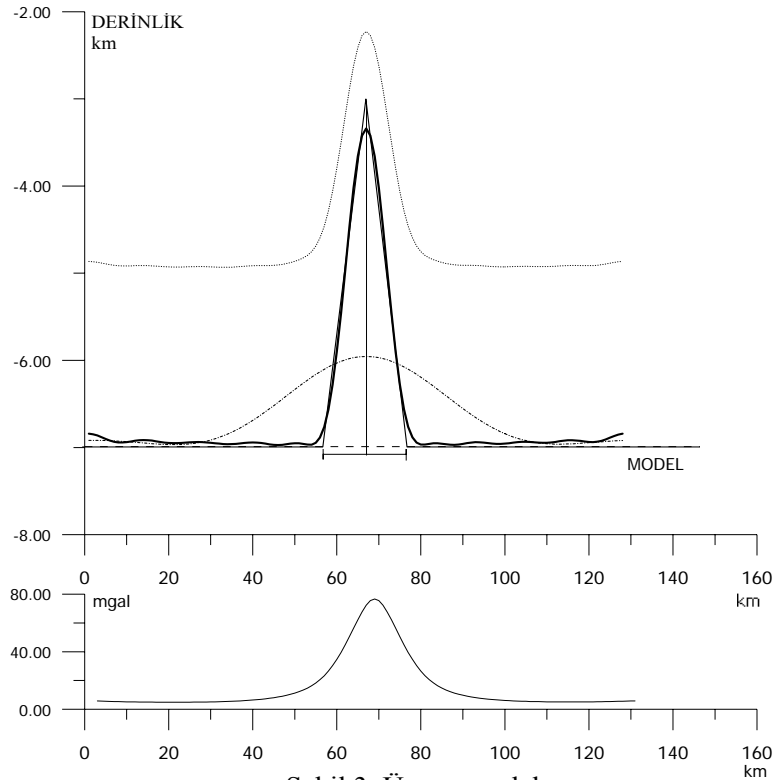
3.1.2. Dikdörtgen Model

Şekil 4’de verilmektedir. Derinlik seviyesi 7 km’den başlayıp 4 km’ye yükselmektedir. Tabandaki genişlik 20 km dir. İki derinlik seviyesi ve değişik bant genişliği için ters çözüm parametreleri kullanılmıştır. Yoğunluk farkı 1 gr/cm^3 alınmıştır.

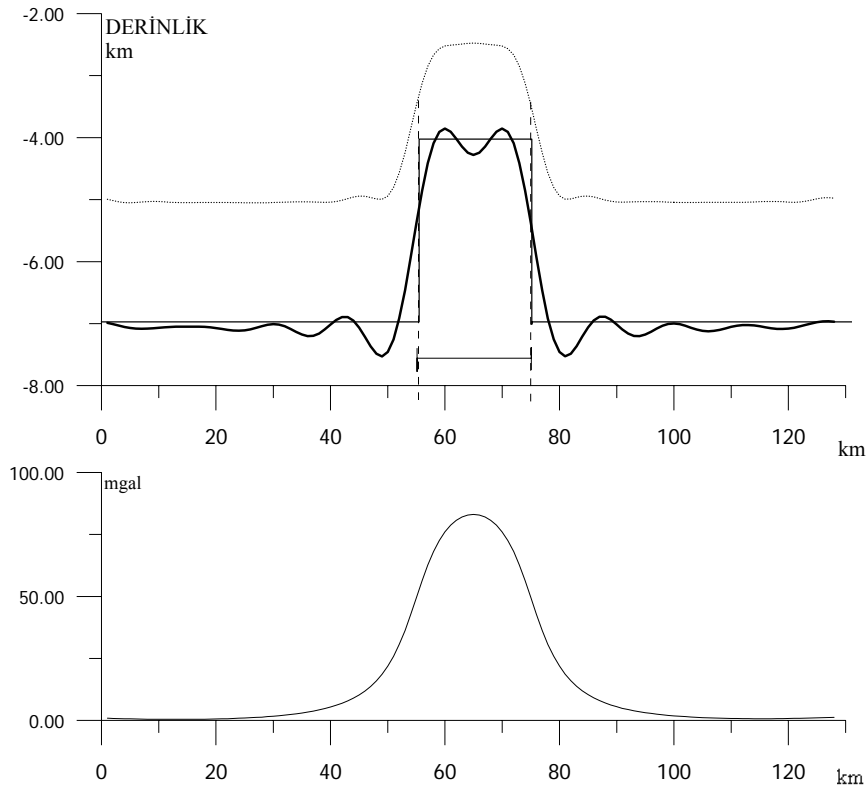
Çizelge 2. Dikdörtgen model için kullanılan ve elde edilen veriler

z_0 km	SH	WH		E
5	0.15	0.075	noktalı	$0.365 \cdot 10^{-2}$
7	0.10	0.050	düz	$0.733 \cdot 10^{-6}$

Yapı kenarlarının ani yükselmesi yakalanamamaktadır. Üst seviye yakalanmakta, bulunan derinlik değişimindeki düşüşün orta seviyesi yapının dik kenarının ortasından geçmektedir.



Şekil 3. Üçgen model



Şekil 4. Dikdörtgen model

3.1.3. Düşey Fay

Fourier dönüşümünün etkilerinden kurtulmak için tabanda 7 km olup 5 ve 4 km seviyesine eğimli olarak yükselmekte olan veri ikiye katlanmış, veri sıfıra asimptotik hale getirilmiş ve veri boyu uzatılmıştır (Şekil 5). Yoğunluk farkı 1 gr/cm^3 alınmıştır.

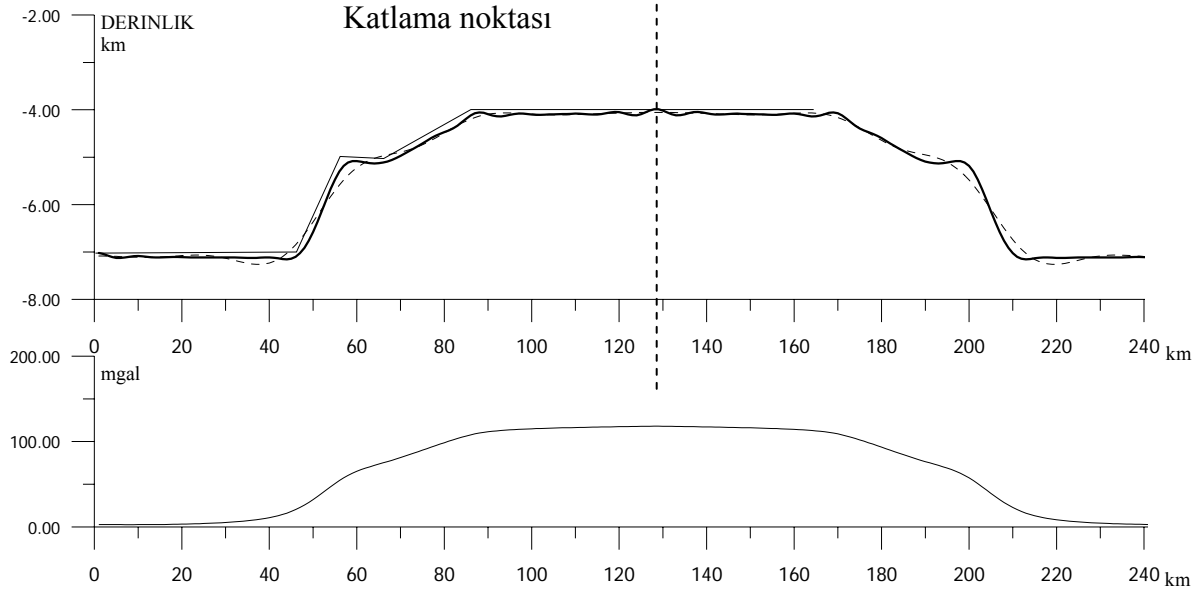
Çizelge 3. Düşey fay modeli için kullanılan ve elde edilen veriler

$z_0 \text{ km}$	SH	WH		E
7	0.15	0.10	noktalı	$0.333 \cdot 10^{-1}$
7	0.15	0.025	düz	$0.318 \cdot 10^{-6}$

3.1.4. İki Yapılı Model

Bu modelde 10 km seviyesinde tabanı 5 km genişlikte ve 4 km yüksekliğinde olan ve tabanı 40 km yüksekliği 1 km olan iki dikdörtgen şekilli yapı kullanılmıştır (Şekil 4). Tek derinlik seviyesi için ters çözüm yapılmıştır. Fourier dönüşümü sebebiyle uçlardaki değerler veriye eklenmiş ve daha sonra bu eklenen kısmı asimptot yapacak şekilde törpülenmiş kosinüs penceresi uygulanmıştır. Yoğunluk farkı 1 gr/cm^3 kullanılmıştır.

Bu modelde soldaki yapının yükseklik/genişlik oranı büyük olduğu için yapı çevresinde salınımlar olmaktadır. Sağdaki yapı çok kolay tespit edilebilmektedir. Böyle bir durumda birden fazla süzgeç ile çalışma yapılmalı ve hepsi birden çizilerek çözüm üzerinde tartışılmalıdır.



Şekil 5. Düşey fay modeli

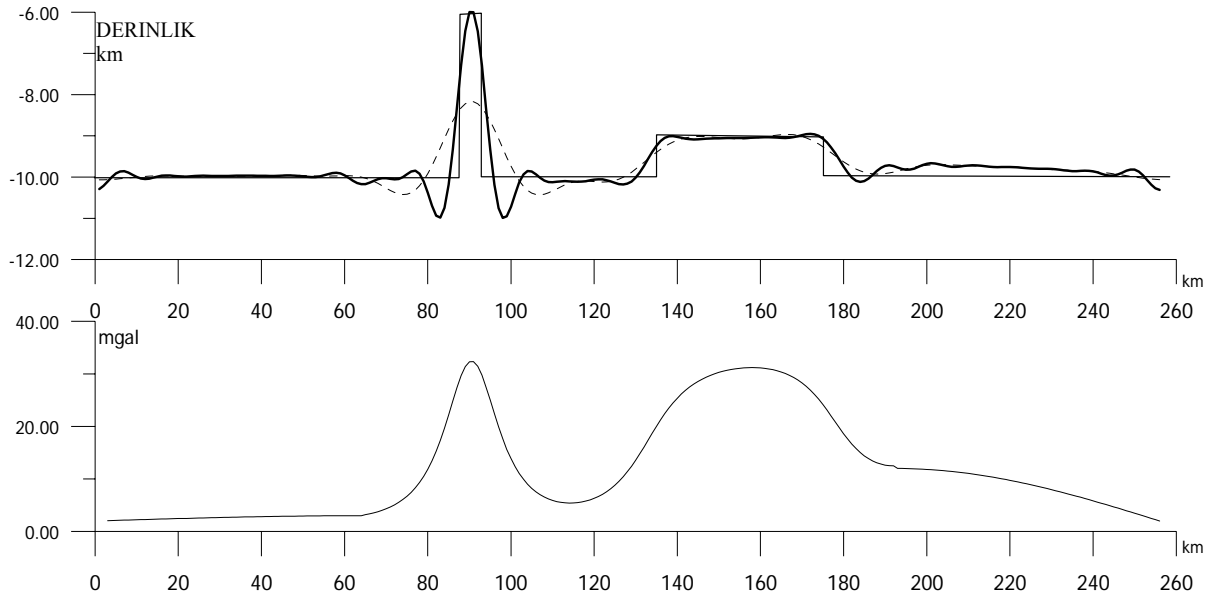
Çizelge 4. İki yapılı model için kullanılan ve elde edilen veriler

z_0 km	SH	WH		E
10	0.06	0.02	düz	$0.218 \cdot 10^{-6}$
10	0.05	0.12	noktalı	$0.996 \cdot 10^{-2}$

3.2. EGE BÖLGESİ BOUGUER GRAVİTE VERİLERİNE YÖNTEMİN UYGULANMASI

Yöntemin kuramsal verilere uygulanabilirliği araştırıldıktan sonra arazi verilerine uygulanabilirliği tartışılmıştır. Bu amaçla M.T.A. tarafından hazırlanan Bouguer gravite haritasından iki adet kesit üzerinde çalışılmıştır (Şekil 7) (M.T.A., 1979). Kesitlerden bölgedeki graben sistemleri ve taban derinliği kestirilmeye çalışılmıştır.

Batı Anadolu'da genellikle bölgesel negatif Bouguer gravite anomalileri yer alır. Kıtasal gerilme alanında negatif gravite anomalileri ince okyanussal kabuk ve düşük yoğunluklu bir zonun etkisinin sonucu olarak oluşmuştur (Darracott vd, 1972; Condie, 1976). Gediz ve B. Menderes Grabenleri Doğu-Batı uzanımlı olup negatif bouguer gravite anomalileri ile tanımlanan geniş alanlardır. Menderes masifinin batısında gözlenen pozitif gravite anomalisi ada yayının konkav tarafı olarak tanımlanan pozitif anomali kuşağı olarak yorumlanır (Rabinowitz ve Ryan, 1970; Özelçi, 1973). Benzer olarak Denizli bölgesinden Orta Anadolu'ya doğru uzanan negatif anomali kuşağı ada yayının konveks tarafı olarak tanımlanan Girit rölatif gravite anomalisi kuşağının uzanımı olarak tanımlanır. Doğudan batıya doğru gradient artışı mantonun yükselimi ile ilişkilidir. Bölgesel yapılarla ilişkili anomaliler K-G, KD-GB ve KB-GD uzanımına sahiptir. Rezidüel yapılarla ilişkili anomaliler ise DB ve KB-GD uzanım gösterirler (Kaya, 1981; Kaya, 1982).



Şekil 6. İki yapılı model

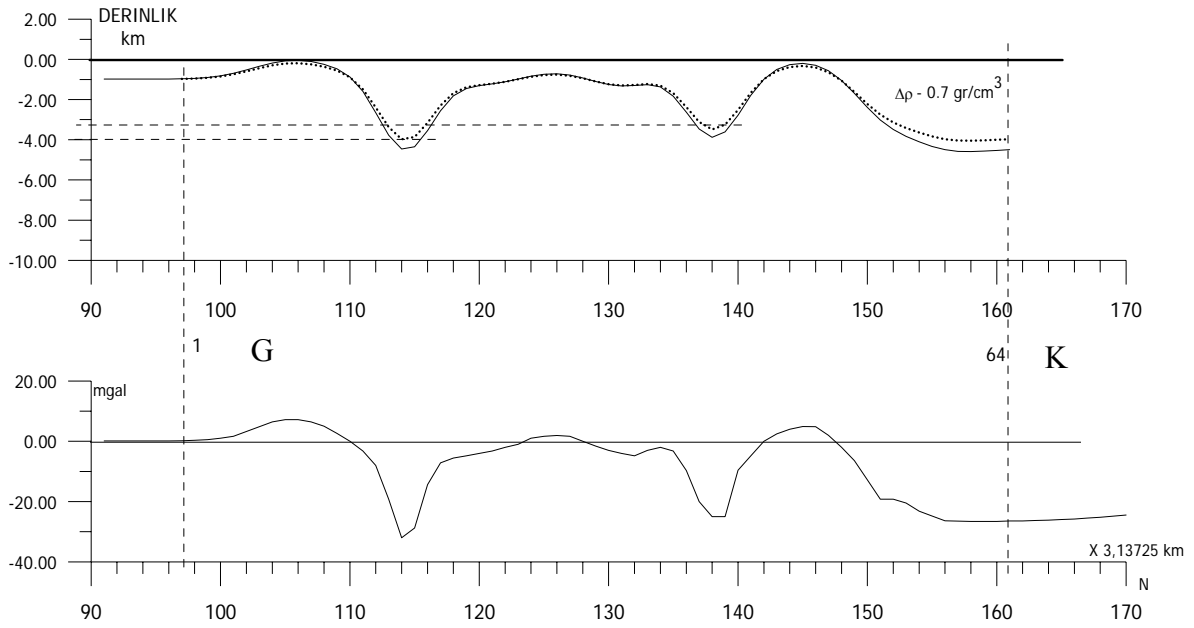
3.2.1. Ege Bölgesi AA' Kesiti

Şekil 8'de verilmekte olan G-K doğrultusunda alınan ve Büyük Menderes ile Gediz grabenlerini kesen gravite profiline değişik yoğunluk farkları, derinlik seviyesi ve süzgeç bant genişlikleri uygulanmış ve sonuçları ile birlikte Çizelge 6'de verilmiştir. Arazi verisi $2^N=64$ olacak şekilde 3.13725 km örnekleme aralığı ile örneklenmiş ve veri boyu kısa olduğu için 256'ya çıkacak şekilde uçlardaki veriler eklenerek boyu uzatılmıştır. Daha sonra uzatılan kısma törpülenmiş kosinüs penceresi uygulanmış ve veri asimptotik hale getirilmiştir. Ters çözüm işlemi uygulandıktan sonra eklenen kısım atılmış ve çizimi yapılmıştır.

Çizelge 6. Ege Bölgesi AA' kesiti için kullanılan ve elde edilen veriler

Z_0 km	ρ	SH	WH		E
1.0	0.6	0.30	0.05	noktalı	$0.710 \cdot 10^{-6}$
1.0	0.7	0.30	0.05	düz	$0.455 \cdot 10^{-6}$

Bu sonuçlara göre kesitin alındığı bölge için sediment tabanının 4 km'ye kadar indiği, en sık kesiminin 0.5-1 km kadar olduğu bulunmuştur. Yoğunluk farkı 0.6 gr/cm^3 olarak saptanmıştır.



Şekil 8. Ege Bölgesi AA' kesiti

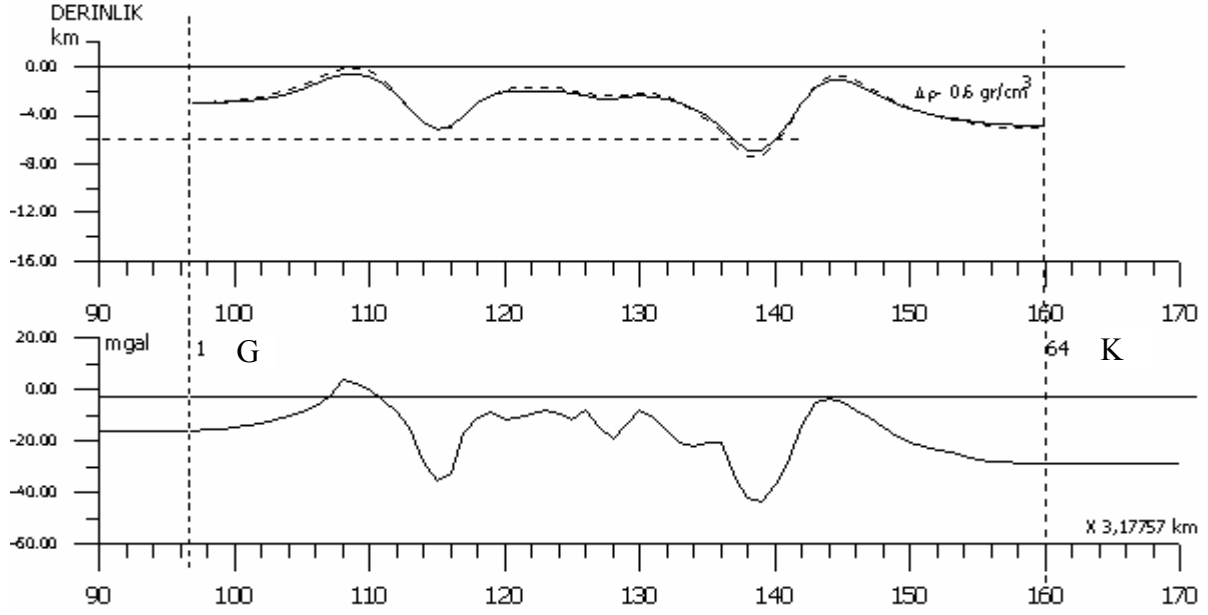
3.2.2. Ege Bölgesi BB' Kesiti

Şekil 9'da verilmekte olan yine G-K Nazilli-Salihli doğrultusunda alınan gravite profiline değişik yoğunluk farkları, derinlik seviyesi ve süzgeç parametreleri uygulanmış ve sonuçları ile birlikte Çizelge 7'de verilmiştir. Arazi verisi $2^N=64$ olacak şekilde 3.17757 km örnekleme aralığı ile örneklenmiş ve veri boyu kısa olduğu için 256'ya çıkacak şekilde uçlardaki veriler eklenerek boyu uzatılmıştır. Daha sonra uzatılan kısma törpülenmiş kosinüs penceresi uygulanmış ve veri asimptotik hale getirilmiştir. Ters çözüm işlemi uygulandıktan sonra eklenen kısım atılmış ve çizimi yapılmıştır.

Çizelge 7. Ege Bölgesi BB' kesiti için kullanılan ve elde edilen veriler

z_0 km	ρ	SH	WH		E
1.0	0.5	0.30	0.05	düz	$0.606 \cdot 10^{-6}$
0.5	0.6	0.30	0.05	NOKTALI	$0.582 \cdot 10^{-6}$

Sonuçlara göre bu kesitte tortul kalınlığının 7 km'ye kadar indiği en sık bölümün 1 km kadar olduğu bulunmuştur. Bölge için yoğunluk farkı 0.6 gr/cm^3 olarak saptanmıştır.



Şekil 9. Ege Bölgesi BB' kesiti

4. TARTIŞMA VE SONUÇLAR

Parker tarafından potansiyel anomalilerin hızlı hesabı için geliştirilen formülün yeniden düzenlenmesi ile bir boyutlu gravite profillerinin ters çözümünü gerçekleştiren yinelemeli işlemlere ulaşılmıştır (Parker, 1973). Ters çözüm algoritmasında, çok hızlı bir şekilde hesaplanabilen Fourier dönüşümü kullanıldığı için, yöntem oldukça fazla model nokta sayısına, kısa sürede uygulanabilmektedir.

Ters çözümün çok çözümlülüğü iki bağımsız parametre ile tanımlanabilir;

- a- İki ortam arasındaki yoğunluk farkı $\Delta\rho$
- b- Ters çözüm topografyasının hesaplandığı seviye z_0 .

Bu belirsizlikten kurtulmak için ek jeofizik bilgiye gerek vardır. Bu iki parametreyi belirleyen ek bilgi olmaksızın, gravite yorumundaki belirsizlik azaltılamaz. Yineleme işleminin yakınsamasını artırmak için alçak geçişli süzgeç uygulanmaktadır. Ancak yoğunluğun çok küçük ya da z_0 değerinin çok büyük olduğu durumlarda, ilksel gözlenen anomaliyi sağlayan topografyaya ulaşamadığı bulunmuştur.

Ters çözüm algoritmasının çok fazla sayıdaki model noktasına, sayısal duyarlılıkta önemli bir azalmaya veya hesaplama süresinde önemli bir artışa neden olmaksızın uygulanabiliyor olması yöntemi oldukça etkin yapmaktadır.

Fourier dönüşümü sebebiyle veri boyunun mümkün olduğu kadar uzun olması gerekmektedir. Bunun sağlanamadığı durumlarda uçlardaki değerlerin veriye eklenerek veri boyunun uzatılması daha iyi sonuç verecektir. Uçlarda meydana gelen süresizlik dönüşüm işlemi sırasında salınımlara sebep olduğu için uçlara eklenen verilerin uygun bir pencere ile sıfıra asimptotik hale getirilmelidir. Her ne kadar düşük hata enerjisi beklenmekte ise de yuvarlatma etkisini de göz önüne alarak birden fazla band genişliği için ters çözüm işlemi gerçekleştirilmeli, bölgede elde edilmiş yardımcı veriler göz önünde tutulmalı ve çözümlerin tamamı kullanılarak yorumlaya çalışılmalıdır.

İşlem gravite profillerine uygulanmış olsa da yöntemin temeli iki boyutlu verilere uygulanacak olan formüllere dayanmaktadır. Bu sebeple ileri ki çalışmalarda yöntemin iki boyutlu harita verilerine uygulanabilirliği araştırılmalıdır.

KAYNAKLAR

- Condie K.C. (1976): "Plate Tectonics and Crustal Evolution", Pergamon Press Inc., New York.
- Corbato C.E. (1965) "A Least-Squares Precedure for Gravity Interpretation", Geophysics, 30, 228-233.
- Darracott B.W., Fairhead J.D., Girdler R.W. (1972): "Gravity and Magnetic Surveys in Northern Tanzania and Southern Kenya", Tectonophysics, V.15,131-141.
- Dyrelus D., Vogel A. (1972): "Improvement of Convergency in Iterative Gravity Interpretation", Geophys. J., R. Astr. Soc., 27, 195-205.
- Kaya O. (1981): "Batı Anadolu Altbindirmesi: Ultramafik Birimin ve Menderes Masifinin Jeolojik Konumu", Doğa, Atatürk Özel Sayısı, 15-36.
- Kaya O. (1982): "Tersiyer Sırt Yitmesi: Doğu Bölgelerinin Yapısı ve Mağmatikliği için Olası bir Mekanizma", Türkiye Jeoloji Kurultayı, Batı Anadolu'nun genç tektoniği ve volkanizması paneli, 39-59.
- MTA (1979): "Türkiye Bouguer Gravite Anomali Haritası (1/500 000 ölçekli İzmir ve Denizli paftaları)".
- Oldenburg D.W. (1974): "The Inversion and Interpretation of Gravity Anomalies", Geophysics, 39, 526-536.
- Özelçi F.(1973): "Gravity Anomalies of the Eastern Mediterranean", MTA Enst. Dergisi, 80.
- Parker R.L. (1973): "The Rapid Calculation of Potential Anomalies", Geophys. J., R. Astr. Soc., 31, 447-455.
- Rabinowitz P.D., Ryan W.B.F. (1970): "Gravity Anomalies and Crustal Shortening in the Eastern Mediterranean", Tectonophysics, V.10,285-608.
- Skeels D.C. (1947): "Ambiguity in Gravity Interpretation", Geophysics, 12, 43-56.
- Tanner J.G. (1967): "An Automated Method of Gravity Interpretation", Geophys. J., R. Astr. Soc., 13, 339-347.